

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ЛЕССОВО-ПОЧВЕННОГО КОМПЛЕКСА В ПОГРЕБЕННОЙ БАЛОЧНОЙ СИСТЕМЕ СРЕДНЕ-РУССКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

С.А. Сычева, В.С. Гунова

В лессах Русской равнины широко распространены мезинский лессово-почвенный комплекс. В истории его развития выделены две фазы активного почвообразования: межледниковая микулинская – салынская и интерстадиальная ранневалдайская – крутицкая, а также разделяющий их криолитогенный этап (севский лесс) [Величко, Морозова, 1985; Величко и др., 1992; Морозова, 1981]. Профили почв салынской – лесной фазы, с горизонтами А2-Вt-С или Вt-С, и крутицкой – дерновой или черноземной фазы, с горизонтами А1-В или А1-АВ-Вса, наложены или совмещены друг с другом, образуя сложный профиль, мощностью до 2,0–2,5 м. В его строении в разрезах Окско-Донской равнины также была выделена заключительная фаза, представленная горизонтом А1', показывающая постепенность перехода почвы в породу (в валдайский лесс) и отражающая трансформацию активного – эпигенетического почвообразования в пассивное – сингенетическое [Добродеев, 1975; Сычева, 1985]. Мезинский комплекс изучен на западе Среднерусской возвышенности в разрезах Лихвин и Железногорск [Гугалинская, 1982; Сычева, 1993].

По данным палинологических и других палеогеографических исследований микулинское межледниковье и ранневалдайский этап оледенения являются сложно организованными временными структурами [Гричук, 1989; Гуртова, 1987]. Микулинское межледниковье включает два-три климатических оптимума и одно-два похолодания, а ранневалдайский этап оледенения трижды прерывался интерстадиалами [Болиховская, 1987; Болиховская, 1995; Былинский, 1974; Спиридонова, 1991]. Причина столь явных расхождений результатов двух методов скрывается в неоднозначности объектов палеопедологических и палеоботанических исследований. Для реконструкции древних почвенных покровов ископаемые почвы изучались на более автономных позициях, чем палинологические объекты, образованные в аккумулятивных

ландшафтах: погребенные торфяники, озерные, речные, делювиальные отложения. Цель данной статьи сопоставить данные палеопедологического и палинологического методов изучения микулинско-валдайских почв и отложений в одном разрезе, заложенном через днище микулинской погребенной балки.

Ископаемые почвы зональных пологих склонов, сохраняются на древних пологих склонах, на водоразделах они были уничтожены в последующие оледенения [Ильин, 1978; Скоморохов, 1982; Сычева, 1996, 1997]. Одновозрастная поверхность длинного полого склона включает участки со стабильной поверхностью, участки с преобладанием аккумуляции и участки, преимущественно подверженные разрушению [Агафонов, 1982]. В силу этого за длительную историю активного микулинско-ранневалдайского почвообразования в автономных почвах мезинского ЛПК отразились далеко не все эволюционные стадии, а лишь наиболее энергетически емкие (оптимальные) или заключительные, в тех случаях, когда в процессе захоронения почвы не подвергались криогенным, гравитационным и иным нарушениям. Остальные стадии трудно расшифровать, так как они наложились на уже сформированный сходный профиль, а некоторые и вовсе не зафиксировались в профилях зональных почв, были частично или полностью уничтожены в средне- или поздневалдайское время, при перестройке рельефа.

Наиболее полно сохраняются следы эволюционных изменений в почвах и отложениях аккумулятивных ландшафтов (в зонах промежуточной аккумуляции): в днищах ложбин, лощин, балок, на затененных склонах, подножиях склонов, конусов выноса крупных эрозионных систем, пойм рек. Почвы этих ландшафтов менее ярко отражают зональные черты, но подробно фиксируют стадии развития. Это обусловлено дополнительным дискретным поступлением осадочной породы за счет аллювиальных, склоновых или других рельефообразующих процессов. Каждый

достаточно длительный период стабилизации морфолитогенных процессов на этих поверхностях сопровождался развитием почв, профили которых формировались на новой породе. Кроме эрозионных и литогенных признаков в расшифровке развернутой картины эволюции сложного педокомплекса имеют значения следы криогенных и других нарушений, связанных с резкими колебаниями гидротермических градиентов [Величко, Морозова, 1985; Гугалинская, 1982; Сычева, 1993, 1994]. В силу особых фациальных условий – в трансаккумулятивных ландшафтах, они также сохраняются наиболее полно. Таким образом, в днищах малых эрозионных форм и в других зонах повышенной аккумуляции можно наблюдать развернутую картину эволюционных стадий, не запечатленную в почвенно-лессовых разрезах автономных позиций.

Идеальными объектами для анализа истории развития мезинского и других плейстоценовых лессово-почвенных комплексов являются мало исследованные, но широко распространенные погребенные балки и другие малые формы эрозионного палеорельефа [Сычева, 1994, 1996]. Они наиболее ярко представлены в карьерах открытых горных выработок, где благодаря большой протяженности обнаженных стенок можно наблюдать не только поперечные срезы различных палеоформ, но и разновозрастные ярусы водораздельно-склоновых поверхностей. Постепенное отступление стенок карьера по мере продвижения забоя позволяет получить серию поперечных профилей и реконструировать участки продольного строения палеоформ, а также фрагменты разновозрастных поверхностей. Этим методом нами были изучены погребенные балочные системы в Михайловском, Лебединском, Стойленском, Александровском карьерах, расположенных на Среднерусской возвышенности [Сычева, 1993, 1994, 1996, 1997].

В данной статье мы рассмотрим изменение спорово-пыльцевых спектров и почв мезинского комплекса, вскрытого в погребенной микулинской балке в Александровском карьере (рис. 1). В этом разрезе представлен уникальный для опорных плейстоценовых разрезов Русской равнины, но распространенный вариант строения лессово-почвенного покрова Среднерусской возвышенности, когда сложная микулинская почва не совмещена с почвами валдайских интерстадиалов, а отделена от них делювиально-солифлюкционными суглинками. Каждая из почв ранневалдайских интерстадиалов сформирована на новой породе, а не в профиле почв предыдущих стадий.

Объект исследования

Александровский карьер, расположен в пределах верхней части длинного полого склона северной экспозиции с абсолютными отметками 230–240 м над уровнем моря, постепенно переходящего в долинный склон левого берега реки Сейм. В стенке карьера вскрыта микулинская погребенная балочная система, изученная нами в четырех поперечных срезах, имеющих разное строение (1987–1990 годы наблюдений). Микулинская балка и ее отвершки запечатлена в разрезе благодаря развитию в днище и на склонах межледниковой микулинской почвы и чашеобразного заполнения, представленного ранневалдайскими слоистыми полигенетическими лессовидными супесями, суглинками и интерстадиальными почвами (рис.1). Балка заложена в толще палевых днепровских лессов (московская стадия), полностью перекрывается брянской ископаемой почвой. Дневная поверхность балки, как первичной формы рельефа, четко фиксируется горизонтом А1 микулинской почвы. Этот резкий контакт по морфологии, гранулометрическому и валовому составу подчеркивается диагенетическим скоплением легкорастворимых солей, образующих корку на поверхности почвы (рис. 2). Поверхности вторичных палеоформ распознаются по гор. А1 интерстадиальных почв, которые в разрезе днища балки также отделены друг от друга делювиально-солифлюкционно-золотыми суглинками.

Палеопедологические исследования

Микулинская почва, развитая по днищу, склонам балки и по ее отвершкам образует различные палеокатены по разным поперечным срезам. В палеокатенах наиболее полно сохраняются аккумулятивные секторы, отчасти транзитно-аккумулятивные. Элювиальные секторы уничтожены последующей денудацией. *Микулинская катена по срезу 1987 г.* характеризуется следующим сочетанием почв (рис.1, А).

Почва на склоне юго-восточной экспозиции имеет резко дифференцированный профиль А1-А2-Вt, позволяющий отнести ее к лесным почвам (дерново-подзолистым). Иное строение почвенного профиля микулинской почвы аккумулятивного сектора палеокатены: А1g-А2А1-А2Вt-Вt. Гумусово-аккумулятивный горизонт большей мощности – 12–15 см, более гумусированный, неоднородный за счет Fe-Mn-новообразований, включений угля, красного обожженного суглика. Появляются переходные горизонты: А2А1 и А2Вt. Иллювиально-глинистый горизонт дифференцирован на подгоризонты по изменению беле-

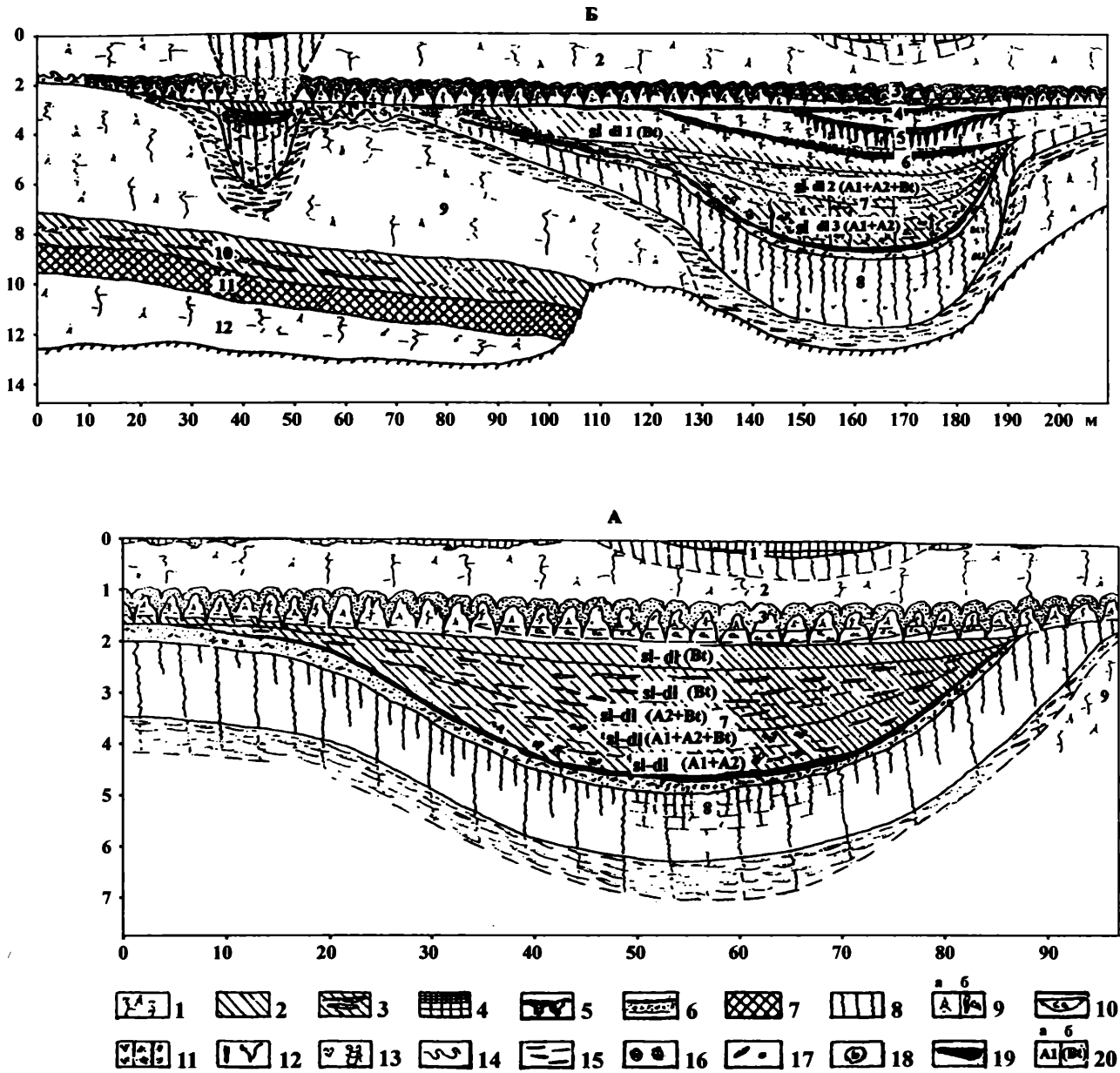


Рис. 1. Строение поперечных профилей микулинской балки в разрезе Александровский карьер

А – срез 1987 г., Б – срез 1988 г. Арабскими цифрами на рисунках 1, 2, 3 обозначены номера стратиграфических слоев: 1 – голоценовая почва (выщелоченный и типичный черноземы); 2 – поздневалдайский лесс; интерстадиальные ископаемые почвы: 3 – брянская на средневалдайском лессе, 4 – александровская, 5 – стрелецкая, 6 – кукуевская; 7 – ранневалдайский делюво-солифлюкций; 8 – микулинская межледниковая почва; 9 – днепровский (московский) лесс; 10 – роменский делювий; 11 – роменская почва. Условные обозначения к рисункам 1, 2, 3: 1 – лесс; делювий (в скобках – индекс горизонта за счет переотложения материала которого он образован): 2 – однородный, 3 – слоистый; гумусовые горизонты почв: 4 – современной, 5 – брянской, 6 – ранневалдайских и микулинской, 7 – роменской; 8 – иллювиально-глинистые горизонты; почвенные новообразования: 9 а – карбонатные дутики по порам, 9 б – плотными карбонатные конкреции, 10 – линза карбонатных новообразований, 11 а – признаки оглеения, 11 б – белесая присыпка, 11 в – Mn-Fe – новообразования; криогенные деформации: 12 – элементарные трещины и клиновидные структуры, 13 – криотурбации, 14 – солифлюкционные складки, 15 – постшлировая текстура; 16 – гипсовые конкреции или их следы; 17 – древние землеройны; 18 – пятна обожженного суглинка; 19 – сажистые и оторфованные прослои и линзы; 20 – индексы почвенных горизонтов: а – in situ, б – переотложенные.

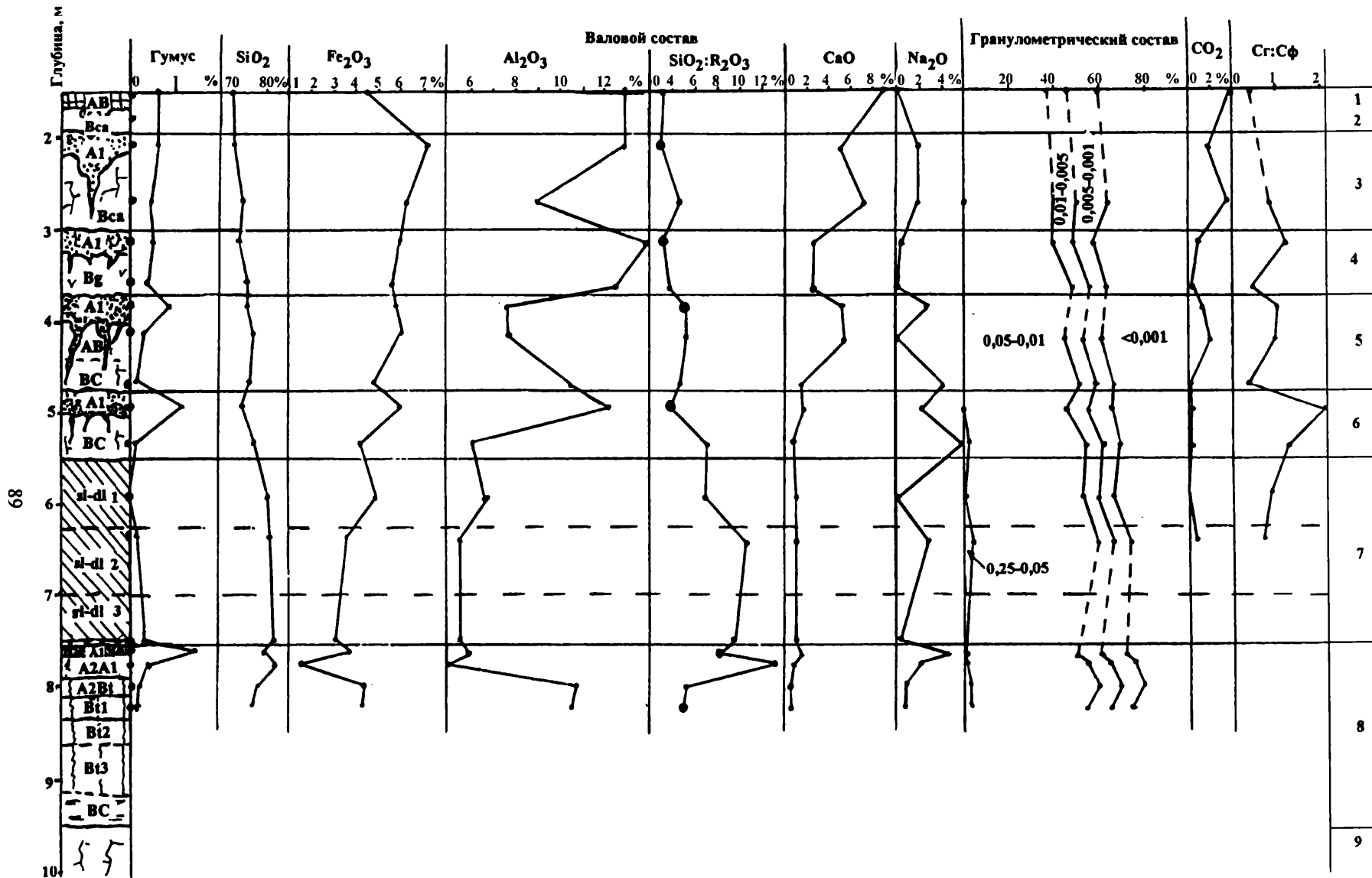


Рис. 2. Основные физико-химические свойства почв и отложений в разрезе Александровский карьер (срез 1988 г.). Усл. обозн. см. рис. 1.

сой присыпки, глинистых натеков, структуре. Весь профиль и особенно верхние горизонты микулинской почвы днища балки слегка оглеены. Она определена нами как светло-серая лесная оглеенная.

Катена по поперечному профилю балки 1988 г. имеет сходное, но более полное строение (рис. 1, Б). На склонах балки развиты резко дифференцированные дерново-подзолистые и светло-серые лесные почвы, в днище – серые лесные поверхностно-глеевые оторфованные, со следами сильного пожара. В верхней части прибалочного склона на контакте гор. А1 микулинской почвы и перекрывающих слоистых суглинков отмечаются следы мерзлотных нарушений в виде складок, петель, отражающие древний солифлюкционный склон, существовавший после микулинского межледниковья. Палинологическое исследование проводилось для почв и отложений разреза 88-7, заложенного в тальвеге балки.

Иное, более сложное строение имеют почвы микулинского межледниковья расширенного днища в *поперечном профиле верховья балки 1990 г.* (рис. 3). На уровне гор. А2 здесь наблюдается серия мерзлотных мелко полигональных структур. Они имеют вид небольших четко выраженных клиньев с высотой расширенной части 35–40 см и шириной 40–50 см, заканчивающихся узкой трещиной, разбивающей нижележащие горизонты почвы на глубину 30–40 см. Клинья чередуются с интервалом 0,8–1,3 м и заполнены белесовато-палевым тонкослоистым легким суглинком с волосистой текстурой – гор. А2р. Мерзлотные клинья дифференцируют почвенный покров, образуя различные педоны, связанные с ними, и с межструктурными пространствами, где с профиль типа – Ао-А1А2g-А2g-А2Вt-Вt-Вс. Заполнение мерзлотных клиньев более неоднородно и включает горизонты – Ао-А1g-А2g-А2А1-А2р-Вt-Вс. Погребенный элювиально-гумусовый горизонт (А2А1), залегает исключительно над расширенной частью структур, то есть сохраняется в заполнении мерзлотных котлов. Горизонт А2р – белесовато-палевый легкий суглинок тонкочешуйчатой структуры, образующий основную часть заполнения мерзлотных клиньев, в профиле педонов межструктурных пространств отсутствует.

Нахождение внутри профиля микулинской почвы мерзлотных клиновидных структур, заполненных материалом, сходным с элювиальным горизонтом, свидетельствует о том, что они образовались уже после первичной дифференциации материнской породы – московского лесса на гор. А2р и Вt, в кратковременный этап криогенеза. Криогенные структуры были образованы до

межледниковья и, следовательно, текстурная дифференциация материнской породы произошла перед их образованием в одно из последних потеплений московского позднеледниковья, аналогично аллереде, предшествовавшему голоцену. Клиновидные криогенные структуры возникли в особых фациях – на пониженных элементах рельефа (в днищах балок, подножиях склонов) в малоснежные зимы и, вероятно, способствовали возобновлению эрозионных процессов.

После деградации мерзлоты направленность почвообразовательных процессов в межледниковье текстурная дифференциация почв продолжилась и привела к еще большему осветлению гор. А2, обеднению его илом и полуторными окислами созданию внутрпочвенного водоупора – иллювиально-глинистого горизонта. На поверхности оттаявшие полигональные структуры выглядели, как сетка небольших западин, дважды заполнявшихся мелкоземом за счет эрозионно-аккумулятивных процессов. Подобная микрозападинная структура почвенного покрова и наличие внутрпочвенного водоупора в виде гор. Вt, способствовали застою поверхностных вод в весенне-летний период и привели к переувлажнению почв днищ микулинских балок. К концу межледниковья почвы промывного режима: дерново-подзолистые, светло-серые лесные эволюционировали в почвы застойного режима: поверхностно-оглеенные серые лесные и даже полуболотные – оторфованные. В микулинской палеокатене разреза Железногорск этот процесс зашел еще более глубоко до развития глееземов [Сычева, 1993, 1994].

Полученные данные об увеличении площади глеевых почв во вторую половину межледниковья хорошо согласуются с данными палеоботанических исследований, об усилении увлажненности климата в этот интервал – термоигротическую фазу [Болиховская, 1995; Гричук, 1989; Гуртовая, 1987]. Изменения не нашли отражение в профиле салынской почвы мезинского комплекса опорных разрезов, расположенных в более автономных позициях древнего рельефа [Величко, Морозова, 1985; Величко и др., 1992; Морозова, 1981; Сычева, 1985]. Следует подчеркнуть, что повышенная увлажненность климата во вторую половину межледниковья отчасти была создана на уровне динамики и функционирования локальных геосистем – за счет саморазвития почв и ландшафтов.

Этапы развития микулинской почвы

Таким образом, исходя из строения профиля микулинской почвы: наличие двух элювиальных

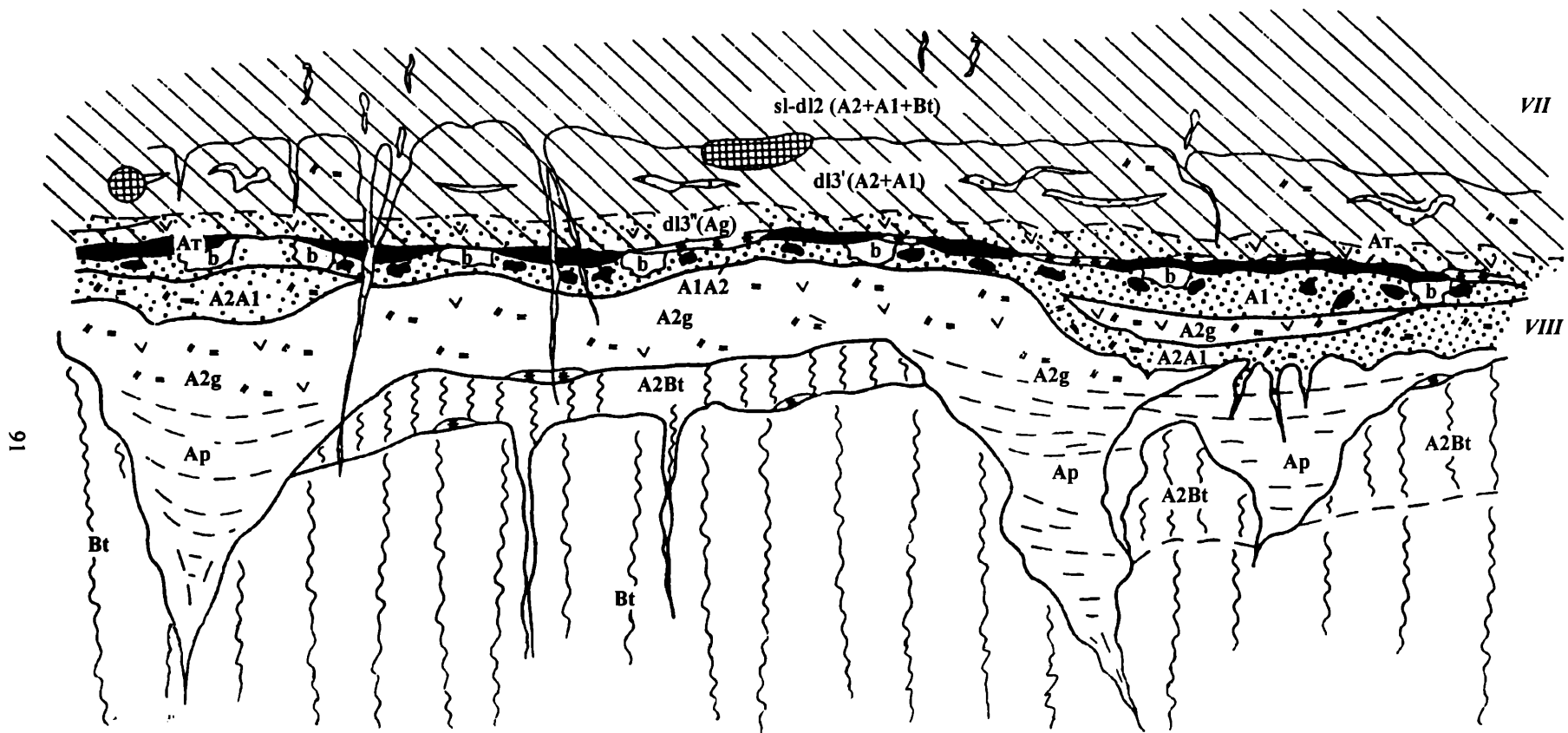


Рис. 3. Строение микулинской почвы, нарушенной криогенными деформациями, в днище погребенной балки (срез 1990 г.). Усл. обозн. см. рис. 1.

горизонтов и погребенного элювиально-гумусового, а также следов криогенных и эрозионно-аккумулятивных процессов, выделяются три стадии преобладания почвообразования и две разделяющие их стадии усиления морфолитогенеза (табл. 1). Это: 1) первичная дифференциация породы на горизонты A1-A2-Bt и формирование дерново-подзолистых и светло-серых лесных почв; 2) образование микрополигональных криогенных трещин и частичное их заполнение переотложенным материалом гор. A2 с включением мелкозема гор. Bt; 3) вторичная дифференциация – образование профиля с горизонтами A2A1 и A2r в педонах клиновидных структур и развитие по днищам форм поверхностно-оглеенных серых лесных почв; 4) погребение постмерзлотных структур в результате активизации эрозионно-аккумулятивных процессов; 5) образование оторфованных и оглеенных почв. Педогенные стадии, вероятно, приходились на потепления, денудационно-седиментационные – на похолодания в пределах межледниковья.

Микулинская межледниковая почва вследствие природной катастрофы – сильного лесного пожара, следы которого обнаруживаются в виде многочисленных углей, пятен обожженного красного суглинка, сажистых прослоев, перестала функционировать. За два-три сезона в днище и на склонах балки она была погребена под делювиальным суглинком – dl 3" (A1g). На приводораздельных склонах и, возможно на водоразделах, почва была в разной степени денудирована. Делювий, вызвавший первичное захоронение микулинской почвы, по свойствам сходен с горизонтом A1, из которого он образован, но содержит значительно меньше гумуса, более заилен и оглеен.

Сильный лесной пожар, явившийся спусковым механизмом ускоренной природной эрозии, вызванной слепожарными ливнями, пришелся на конец межледниковья, который отличался неустойчивостью климата. Сильная задымленность способствовала резкому переохлаждению и вместе с однонаправленным трендом к похолоданию обусловила возникновение мерзлотных процессов. Их следы нашли выражение в пластических нарушениях кровли микулинской почвы: криотурбационные складки, инволюции в гор. A1 – в днище балки и солифлюкционные петли, наплывы – на ее склонах. Описанному типу деформаций, приуроченному в опорных разрезах мезинского комплекса Русской равнины к контакту сальинской и крутицкой фаз, придается большое стратиграфическое значение – это граница микулинского межледниковья и валдайского оледенения

(смоленский криогенный горизонт, фаза «а») [Величко, Морозова, 1985; Величко и др., 1992; Морозова, 1981].

С развитием мерзлоты начал действовать новый механизм погребения микулинской почвы – солифлюкция, которая чередовалась с плоскостной эрозией в разные сезоны года. Данный этап приходится на начало валдайского оледенения и открывает иной тренд в развитии микулинской палеоформы и мезинского комплекса: неоднократное заполнение депрессии осадками, прерывавшее формирование интерстадиальных лесостепных почв лугового ряда.

Ранневалдайские почвы и отложения

Заполняющая толща имеет различное строение в разных поперечных срезах погребенной балки (рис. 1, 2). Ниже по рельефу (*срез 1987 г.*) она более простая, представлена неоднородной слоистой суглинистой толщей, мощностью около 3 м, стратиграфически занимает положение внутримезинского лесса. Она сложена переотложенным материалом различных горизонтов межледниковой микулинской почвы, залегающих инверсионно. В ней выделяются три слоя суглинков, образовавшихся в первый из ранневалдайских стадиялов.

Верхний слой – sl-dl 1 (Bt), мощностью 1,5 м, представлен наиболее однородный палево-бурым суглинком, образованным из переотложенного мелкозема гор. Bt с редким включением пятен и линз палевого московского лесса. В делювиально-солифлюкционных отложениях не сохраняется столь характерная для ненарушенного иллювиального горизонта ореховатая структура. Она преобразована в оидную, представленную в виде окатышей, размером до 1 мм, внедренных в неагрегированную массу. В нижней части этих отложений появляются прослойки и линзы мелкозернистого песка, толщиной 1–2 см, свидетельствующие о начальной сортировке исходного склонового материала временными водными потоками в днище палеоформы (балочный аллювий).

Книзу по разрезу, в *dl-sl 2 (Bt+A2) и (Bt+A2+A1)* слоистость проявляется четче. В основной массе, представленной переотложенным материалом гор. Bt появляются слои с материалом гумусового и элювиального горизонтов, также в виде окатышей, и слои с менее нарушенным материалом гор. Bt, содержащие микроортштейны и обломки натеков.

В *dl-sl 3' (A2+A1)* количество линз и прослоев белесой супеси, мелкозернистого песка увеличивается, включения бурого суглинка (Bt) исчезают и основную массу слоя составляют переме-

Таблица 1. Стадии развития ландшафтов и их компонентов в макроцикле «московское позднеледниковье – микулинское межледниковье – валдайское оледенение» (макроцикл М-О).

| № стадии | Преобладающие процессы, тип профиля почвы | Растительность | Мезоциклы Почвы. | Макроцикл. |
|----------|---|---|--|---------------------------------------|
| 1 | Врезание – образование сильно расчлененного рельефа (ложбинно-балочной сети) | | Несколько стадий | Московское позднеледниковье. |
| 2 | Формирование льдистых пород в верхней части московского лесса | | Несколько стадий | |
| 3 | Солифлюкция и другие склоновые процессы. образование постшпировой текстуры в верхней части московского лесса. | | То же | То же |
| 4 | Первичное образование почв из пород: выщелачивание, дерновый процесс. А1-АС-Сса. Пионерные дерново-карбонатные почвы. | | Почвы начальных стадий (не сохранились). | То же |
| 5 | Первичная текстурная дифференциация профиля: оподзоливание, лессиваж; гумусообразование. Ао(А1)-А2р-Вt. Палево-подзолистые почвы. | | Предмикулинский интерстадиал. | |
| 6 | Криогенез – мелкополигональные структуры, эрозия в днищах балок. Частичное заполнение структур. | | Предмикулинское похолодание | То же |
| 7 | Текстурная дифференциация профиля: оподзоливание, гумусообразование, Ао(А1)-А2А1g-А2р-Вt. Серые лесные поверхностно-оглеенные. | Преобладание лесных группировок, в основном березовых. | Микулинская 1. | Микулинское межледниковье. 1 половина |
| 8 | Эрозия в днищах балок – заполнение мелких депрессий. | | Внутримкулинское похолодание. | То же |
| 9 | Дерновый. болотный процесс Ао(А1g)-А2g-А2А1-А2р-Вt. Серые лесные оторфованные. | Распространение березовых лесов, мезофильного разнотравья, присутствие сфагновых мхов и почвенных диатомей. | Микулинская. | То же, 2 половина |
| 10 | Катастрофические пожары и сильная плоскостная и линейная эрозия, солифлюкция. аструктурные деформации. | | 1 стадиал, начало оледенения | Валдайское ледниковье. |
| 11 | Гумусонакопление, начальная дифференциация. оглеение. А1-В. Луговые. | Лесостепи с преобладанием сосновоберезовых и березовых группировок, наряду с разнотравно-злаковыми ассоциациями. | 1 межстадиал. Кукуевская почва. | То же |
| 12 | Плоскостной смыв, солифлюкция, трещинообразование. | | 2 стадиал, похолодание | То же |
| 13 | Черноземно-луговой процесс: гумусонакопление, выщелачивание карбонатов А1-АВса-ВС. Черноземно-луговые. | Начало – лесостепь с господством остепненных участков, с участием сосново-березовых лесов. Конец – преобладание сосновых лесов с участием широколиственных пород. | 2 межстадиал. Стрелецкая почва. | То же |
| 14 | Плоскостной смыв, солифлюкция, золотый перенос, трещинообразование. | | 3 стадиал | То же |
| 15 | Холодное влажно-луговое почвообразование: гумусонакопление, оглеение, криотурбации. А1g-Вg. Влажно-луговые мерзлотные. | Лесостепь с участием сосново-березовых группировок, которые преобладают в конце периода. | 3 межстадиал. Александровская почва. | То же |
| 16 | Солифлюкция, плоскостная эрозия, золотый перенос, аструктурные деформации. | | Средневалдайский стадиал | То же |

шанный материал горизонтов А1, А2А1, А2. Ниже появляются криотурбированные линзы более однородного гумусированного суглинка, мощностью от 2–4 см до 6–8 см, разделенные деформированными белесыми прослоями, обра-

зованными переотложенным материалом гор. А2 и А2А1. В приконтактной зоне с гор. А1 микулинской почвы отмечается сильно оглеенный гумусированный делювий, мощностью 2–3 см, насыщенный углями, микроортуштейнами, обра-

зованный за счет смыва гумусовых и торфянистых горизонтов послепожарными ливнями – *dl 3''(A1g)*.

Суглинки, заполняющие балку, таким образом, залегают инверсионно относительно горизонтов межледниковой почвы, из которых они образованы. Это отражает последовательность сноса и переотложения материала вначале склоновых, а затем и водораздельных почв: 1 этап – гор. *Ao, A1, A2, A2A1, A2A1*; 2 этап – к ним подключаются гор. *A2Bt, BtA2, Bt1*; 3 этап – материал гор. *Bt*, в заключении перемешанный с московским лессом.

Вся толща суглинков нарушена мерзлотными деформациями. В приконтактной зоне с микулинской почвой, в *dl-sl 3*, – это описанные выше пластические деформации. В *dl-sl 2* появляются тонкие извилистые трещинки (элементарные жилки), разбивающие нижележащую толщу *dl-sl 3* и микулинскую почву на глубину 2–3 м. К бортам палеоформы мощность склоновых отложений заметно уменьшается. Здесь четко выражены солифлюкционные складки, небольшие языки.

Приведенная характеристика слоев позволяет считать, что основными процессами их образования были плоскостной смыв и спływ влагонасыщенного почвенного грунта, зажато между двумя мерзлыми слоями. Денудация межледниковой почвы на склонах и ее погребение в днище балки началось с плоскостной эрозии, как следствия сильных послепожарных ливней. Затем подключился новый механизм переотложения почвенных горизонтов – солифлюкция. По мере увеличения засушливости климата в ходе оледенения доля солифлюкционных процессов в накоплении склоновых отложений уменьшалась, и ведущим вновь стал плоскостной смыв. Вероятно участие линейного размыва (образование оврагов в верховьях балочной системы) и перемыва ранее отложенных осадков временными водными потоками в днище балки, проявившегося в некоторой сортировке делювиально-солифлюкционного материала *dl-sl 1* (балочный аллювий).

Описанные выше криоморфолитогенные процессы вызвали перестройку балочной системы в менее глубокую с симметричными склонами ложбину, а затем, как будет показано ниже, в цепочку замкнутых форм (западин) по тальвегу бывшей линейной формы. Изменение палеоформы происходило в сжатые сроки. Скорости осадконакопления были велики и инситные почвы не успевали образовываться. Сохранилась внутренняя неоднородность перемешанного материала (слойки и линзы, сложенные из фрагментов разных почвенных горизонтов).

В поперечном профиле балки 1988 г. заполняющая толща имеет сходное строение при заметном увеличении мощности верхнего неслоистого суглинка – *sl-dl 1 (Bt)*. В его накоплении, возможно, участвовал местный, золовый принос мелкозема, связанный с переотложением материала нижних горизонтов микулинской почвы и московского лесса, в результате эрозии вышедшего на поверхность.

Главное отличие балочного среза 1988 г. – наличие трех интерстадиальных почв, развитых в днищах вторичных палеоформ (рис. 1, Б). Эти почвы отражают достаточно длительные периоды стабилизации поверхности, когда скорости почвообразовательных процессов превышали скорости морфолитогенных. Почвы сформировались в три потепления, которые можно сопоставить с интерстадиалами: амерсфорд, бреруп, одераде Западной Европы и верхневолжским, чермененским, березайским Русской равнины [Болиховская, 1987, 1995; Спиридонова, 1991].

Каждая из почв образована на неслоистом суглинке золово-делювиально-солифлюкционного происхождения, имеет свои специфические черты, позволяющие отличить ее от других почв и составить представление об условиях почвообразования. Профили ранневалдайских интерстадиальных почв по сравнению с профилем межледниковой микулинской почвы не столь мощные (0,5–1,2 м) и дифференцированные, что связано, прежде всего, с меньшей длительностью их эволюции. Ведущим процессом для всех трех почв было гумусонакопление, сочетавшееся с другими процессами. Содержание органического вещества (0,6–1,3%) и мощности гумусовых горизонтов (20–25 см) позволяют предположить, что запасы гумуса в каждой из ранневалдайских почв были выше, чем в микулинской лесной почве (рис. 2).

Нижняя из интерстадиальных почв, названная нами *кукуевской*, имеет профиль типа *A1-B*, частично сформированный на переотложенном материале нижних горизонтов микулинской почвы. Горизонт *A1* представлен темно-серым суглинком со слабо выраженной зернисто-ореховатой структуры. Потечи гумуса по трещинам проникают до глубины 30–40 см. Переходный горизонт (*B*) – малоизмененный *кукуевским* почвообразованием золово-делювиальный суглинок буровато-палевого цвета, сходный с гор. *BC* микулинской почвы. Ведущими процессами для этой почвы, кроме гумусообразования были внутрпочвенное выветривание, а также поверхностное оглеение в заключительные этапы развития. Эти процессы привели к накоплению гумуса и других соединений в гор. *A1* по сравне-

нию с гор. В (рис. 2). Отсутствие признаков внутрипрофильного перераспределения веществ за исключением солей Na свидетельствует о формировании почвы в непромывном режиме и, возможно, о некотором засолении вследствие дополнительного латерального привноса солей в центр понижения. Групповой состав гумуса гор. А1 кукуевской почвы – гуматный (Сгк: Сфк = 2,2). Это дает основание определить кукуевскую почву, как лесостепную луговую, развивавшуюся в условиях лесостепи континентального типа, характеризующуюся чередованием периодов весеннего переувлажнения и летнего иссушения.

Средняя из ранневалдайских почв – **стрелецкая**, имеет наиболее дифференцированный профиль: А1-АВса-ВС. Гумусово-аккумулятивный горизонт представлен коричневато-серым суглинком слабо выраженной зернистой структуры. Нижняя граница гор. А1 нарушена крупными трещинами – языками, заполненными гумусированным суглинком, проникающими на глубину до 0,8–1,2 м и заканчивающимися бахромой мелких прожилок. Деформации подобны гумусовым трещинам нижней границы почв крутицкой фазы мезинского комплекса Окско-Донской равнины [Сычева, 1985]. Они также напоминают нижнюю границу гор. А1 современных промерзающих черноземов Казахстана и Сибири [Лебедева, Семина, 1974]. Гор. АВса, мощностью 0,4 м представлен буровато-серовато-палевым бесструктурным суглинком с включением переотложенного материала гор. Вt мезинского комплекса, на что показывают редкие обломки кутан. В горизонте сосредоточены плотные карбонатные конкреции типа журавчиков, трубочек по порам, значительное количество древних землероин. Почва сформирована на неслоистых делювиально-эоловых суглинках, накопившихся в депрессии во время второго ранневалдайского стадиала. Она выделяется по содержанию гумуса, его около 1 % (рис. 2). Отношение Сгк к Сфк мало изменяется по профилю и равно 1, что типично лесостепных почв. Для гумусового и переходного горизонтов характерно накопление P_2O_5 , СаО, MgО при некотором выносе R_2O_3 , особенно Al_2O_3 из гор. А1. Содержание Na_2O образует два максимума: в гор. А1 (диагенетический) и в гор. ВС, возможно, генетический, свидетельствующий о накоплении легкорастворимых солей в нижней части профиля стрелецкой почвы. Характеристика свойств почвы позволяет отнести ее к луговым, скорее черноземно-луговым, развивавшимся более длительное время и в менее континентальных условиях, чем кукуевская. Успел сформироваться профиль не только легко-

растворимых солей, но и карбонатный. Гумусовые трещины больших размеров, чем деформации нижней границы гор. А1 кукуевской почвы, что свидетельствует о более суровых условиях заключительных этапов развития почвы при переходе к третьему ранневалдайскому стадиалу. На плакорах во второе потепление формировались черноземы лесостепи более континентального типа, чем современная лесостепь, но более гумидного, чем в первый интерстадиал.

Верхняя из ранневалдайских почв – **александровская**, наименее мощная и гумусированная, включает горизонт А1g, представленный неоднородным светло-серовато-бурым оглеенным суглинком, ячеисто-чешуйчатой текстуры и гор. Вg – сильно оглеенным сизовато-бурым суглинком ячеистой текстуры. Для него характерно обилие микроортштейнов и карбонатных журавчиков, сосредоточенных в трещинах, проникающих из перекрывающего слоя – гор. Всаg брянской ископаемой почвы (рис. 2). Гор. А1 криотурбирован – смят в складки, петли (нарушения, характерные для переувлажненных мерзлых грунтов). Этим деформациям придается стратиграфическое значение в опорных разрезах – смоленский криогенный горизонт, фаза «б» [Величко, Морозова, 1985; Величко и др., 1992; Морозова, 1981]. Гумусовый горизонт александровской почвы также разбит прожилками и трещинами из гор. А1 брянской ископаемой почвы. Содержание органического вещества в александровской почве невелико (рис. 2). Гумус гуматного типа. Гумусовый горизонт александровской почвы, как и других ранневалдайских ископаемых почв, выделяется по увеличению содержания илистой фракции и полуторных окислов, вероятно, за счет внутрипочвенного и мерзлотного выветривания. Деформированность профиля мерзлотными процессами, оглеение, отсутствие признаков дифференциации позволяет отнести эту почву к влажно-луговым мерзлотным, формировавшимся в западинах лесостепи более холодного типа, чем предшествующий – стрелецкий интерстадиал.

Эволюция рельефа и почв в ранневалдайское время

Все почвы по верхней границе гумусовых горизонтов слегка размыты (особенно кукуевская почва) и оглеены. Они выражены локально и наиболее хорошо сохранились над днищем микулинской балки. К ее бортам ранне- (средне)валдайские почвы накладываются друг на друга, сливаются, отражая процесс заполнения первичной депрессии и выколаживания рельефа (рис.1, Б).

По мере накопления осадков палеоформа теля вид балки с асимметричными сложными бортами и превратилась уже в первый стадиал в менее глубокую ложбину с симметричными склонами. Местный базис эрозии поднимался, и энергия переноса отложений по тальвегу ослабевала. Это привело к тому, что в отдельные периоды усиления линейной эрозии в верховьях отвершков, днище балки было в нескольких местах перегорожено конусами выноса. В результате этих процессов балка, по-видимому, была разбита на обособленные замкнутые формы, образовавшие цепочку западин по заплывшему днищу. На современных крупномасштабных картах можно отыскать немало примеров, подтверждающих данный процесс. Этим можно объяснить столь разное строение поперечных профилей 1987 и 1988 г. Отсутствие в первом из них интерстадиальных почв свидетельствует о том, что ниже по рельефу существовал склон, где происходило не аккумуляция осадков, как в замкнутой форме – срезе 1988–1990 гг., а их денудация. Возможно, что замкнутая форма существовала уже в первый межстадиал, но вполне определенно во второй и последующие, что доказывается накоплением легкорастворимых солей Na, а также гипсовых конкреций или их следов, обилием карбонатных конкреций и кор, залегающих линзовидно над первичной микулинской формой на разных уровнях в толще позднеплейстоценовых почв и отложений.

По мере заполнения вторичных западин в верховьях различных балочных систем, примыкающих к одной водораздельной поверхности, и за счет ее денудации ветровой и плоскостной эрозией, а также солифлюкцией, происходило их слияние и образование более крупной замкнутой формы – степного блюдца, существовавшего в брянский интерстадиал.

В замкнутых формах в стадиалы накапливались делювиально-солифлюкционно-эоловые отложения. В периоды замедления скоростей морфолитогенных процессов формировались засоленные почвы перигляциальной лесостепи, которые в ранневалдайские потепления сменялись луговыми, черноземно-луговыми, влажно-луговыми почвами. Зональными типами в интерстадиалы были черноземные лесостепные почвы более континентальных провинций, чем современные выщелоченные и типичные черноземы района исследования. Они формировались на эродированных склонах и водоразделах, где в стадиалы на поверхность выходили днепровско-московские лессы и делювиально-солифлюкционные осадки, образованные из горизонтов микулинской почвы

или почв предыдущих межстадиалов. По уменьшению длительности развития и теплообеспеченности ранневалдайские почвы выстраиваются в ряд: стрелецкая (черноземно-луговая дифференцированная), кукуевская (луговая, слабо дифференцированная), александровская (влажно-луговая криотурбированная), что согласуется характеристиками ранневалдайских интерстадиалов, полученными по палинологическим данным.

На выровненных пространствах Окско-Донской равнины и Приднепровской низменности, где микулинский рельеф не был столь расчленен, как на Среднерусской возвышенности, процессы почвообразования и осадконакопления хотя и чередовались в потепления и похолодания, но не создали столь ритмичной смены почв и отложений. Седиментация осадков была редуцирована, и они полностью прорабатывались лесостепным почвообразованием в межстадиалы. Так образовался мощный гумусовый профиль почв крутицкой фазы мезинского лесово-почвенного комплекса. Но это не значит, что в ранневалдайское время на равнинах и низменностях не было столь контрастных смен ландшафтов, как на возвышенностях. Просто они не нашли отражение в профилях почв второй фазы мезинского комплекса. Крутицкий межстадиал – сложный временной интервал, соответствующий не одному из трех ранневалдайских, а скорее всем трем потеплениям, разделенным похолоданиями.

Результаты проведенного исследования снимают главное противоречие мезинского комплекса: формирование мощной черноземной крутицкой почвы, наложенной на салыинскую лесную, не в длительную межледниковую эпоху, в кратковременный интерстадиал. Крутицкая почва оказалась сложным образованием, прошедшим три почвенных и три криоморфолито-генных стадии и развивалась не менее 30–40 тысяч лет (табл. 1).

Многочисленным луговым почвообразованием дискретным поступлением мелкозема объясняется увеличенная мощность горизонта A1, повышенное для ископаемых почв содержание гумуса, его гуматный состав. Столь же понятно с позиций многократного мерзлотного и внутрипочвенного выветривания значительное возрастание содержания илстой фракции и различных элементов в гор. A1 мезинского комплекса по сравнению даже с иллувиально-глинистым горизонтом [Добродеев, 1975; Морозова, 1981; Сычева, 1985]. Мелкозем почв крутицкой фазы прошел не менее, чем трехкратное преобразование в мерзлотных условиях и такое же в условиях луговой лесостепи.

Брянская почва

Брянская ископаемая почва в отличие от ранневалдайских сохранилась не только над днищем заполненной микулинской балки, но и на водораздельных склонах во всех изученных срезах. Только на наиболее возвышенных участках она, как и мезинский комплекс, уничтожена денудацией. Почва средневалдайского потепления в изученном разрезе обладает всем набором морфотипических признаков, позволяющих уверенно сопоставить ее с аналогичными почвами брянского интерстадиала тех разрезов, где определен их радиоуглеродный возраст, например разрезов Брянск, Железногорск [Морозова, 1981]. Наиболее узнаваемые характеристики почвы: профиль типа A1-Bca-Bca_g, клиновидная граница гумусового горизонта, его ооидная структура, мучнистые формы карбонатов в гор. Bca и другие дают возможность отнести ее к лесостепным луговым почвам. Они прошли длительную эволюцию, в заключительной стадии, вероятно, подверглись воздействию криогенных процессов и стали мерзлотно-карбонатными почвами.

В рельефе во время брянского интерстадиала еще сохранялось неглубокое, замкнутое понижение, значительно большего размера, чем ранневалдайские западины. Это степное блюдце определяется по линзовидному залеганию ярко выраженного карбонатного горизонта брянской почвы, находящемуся над днищем микулинской почвы. Полное погребение палеоформы произошло при перестройке рельефа водораздела во вторую половину валдайского оледенения.

Палинологические исследования

Спорово-пыльцевой анализ был выполнен для почв и отложений днища микулинской балки в срезе 1988 г. Образцы отбирались из тех же глубин генетических горизонтов почв и разделяющих их отложений, что и для почвенных анализов. Частота отбора образцов не дает возможности детально проследить эволюцию растительного покрова в период формирования исследуемых погребенных почв, но представление о ее характере вполне можно получить (рис. 4).

Микулинская почва

Господство во всех отобранных образцах в общем составе пыльца древесных пород (58–65%), постоянное присутствие спор папоротников, лесных видов плаунов (*Lycopodium clavatum*, *L. annotinum*) свидетельствует о распространении лесных сообществ. В состав спорово-пыльцевых комплексов входят виды показательные для ми-

кулинского межледниковья: *Pinus silvestris*, *Picea*, *Betula pubescens*, *B. pendula*, *Quercus robur*, *Q. petraea*, *Carpinus betulus*, *Tilia cordata*, *Ulmus laevis* и другие. Выделяются два спорово-пыльцевых комплекса (рис. 4). Первый спорово-пыльцевой комплекс соответствует элювиально-идлювиальному и элювиальному горизонтам микулинской почвы (гор. A2Bt, A2, глубина 8,2–8,5 м.). Среди пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы древовидной (*Betula sect. Albae*) (77–85%). Участие пыльцы сосны не более 10%. Количество пыльцы ели, ольхи, ивы в сумме не превышает 5%. Второй спорово-пыльцевой комплекс выделяется в гумусовом горизонте (гор. A1, глубина 8,0–8,1 м.). Здесь преобладает пыльца сосны (53%), снижается содержание пыльцы березы до 25%. Заметно участие пыльцы широколиственных пород (до 16 %): липа (9%), вяз (4%), граб (1%), дуб (2%). Этот комплекс характеризует вторую половину микулинского межледниковья и соответствует термогигротической стадии. Климатические условия благоприятнее, чем в первую половину. Описанные спорово-пыльцевые комплексы свидетельствуют о развитии вначале березовых лесных группировок, а затем, во вторую половину межледниковья, сосновых с участием мелколиственных и широколиственных пород.

Делювиально-солифлюкционные отложения dl 3

В спорово-пыльцевом спектре образца, взятого из отложений, непосредственно перекрывающих микулинскую почву – dl 3''(A1g) (глубина 7,9–8,0 м), вновь превращается пыльца березы древовидной (до 69%). Пыльца широколиственных пород представлена единичными зернами. Здесь же отмечается пыльца кустарничковых форм березы (*Betula sect. Fruticosae*), холодолюбивый вид плауна *Selaginella selaginoides*. Содержание пыльцы травянистых растений невелико (16%). Спорово-пыльцевой спектр носит смешанный характер. Формирование отложений, соответствующих ему, происходило как за счет микулинских, так и постмикулинских образований первого ранневалдайского стадиала.

Делювиально-солифлюкционные отложения sl-dl 2 и sl-dl 1

В спорово-пыльцевом спектре образца, соответствующем переотложенному материалу горизонтов A2 и A1 микулинской почвы sl-dl 2 (A1+A2+Bt), (глубина 6,2–6,4 м), в общем составе доминирует пыльца трав (51%). Преобладает разнотравье (72%), в основном представленное

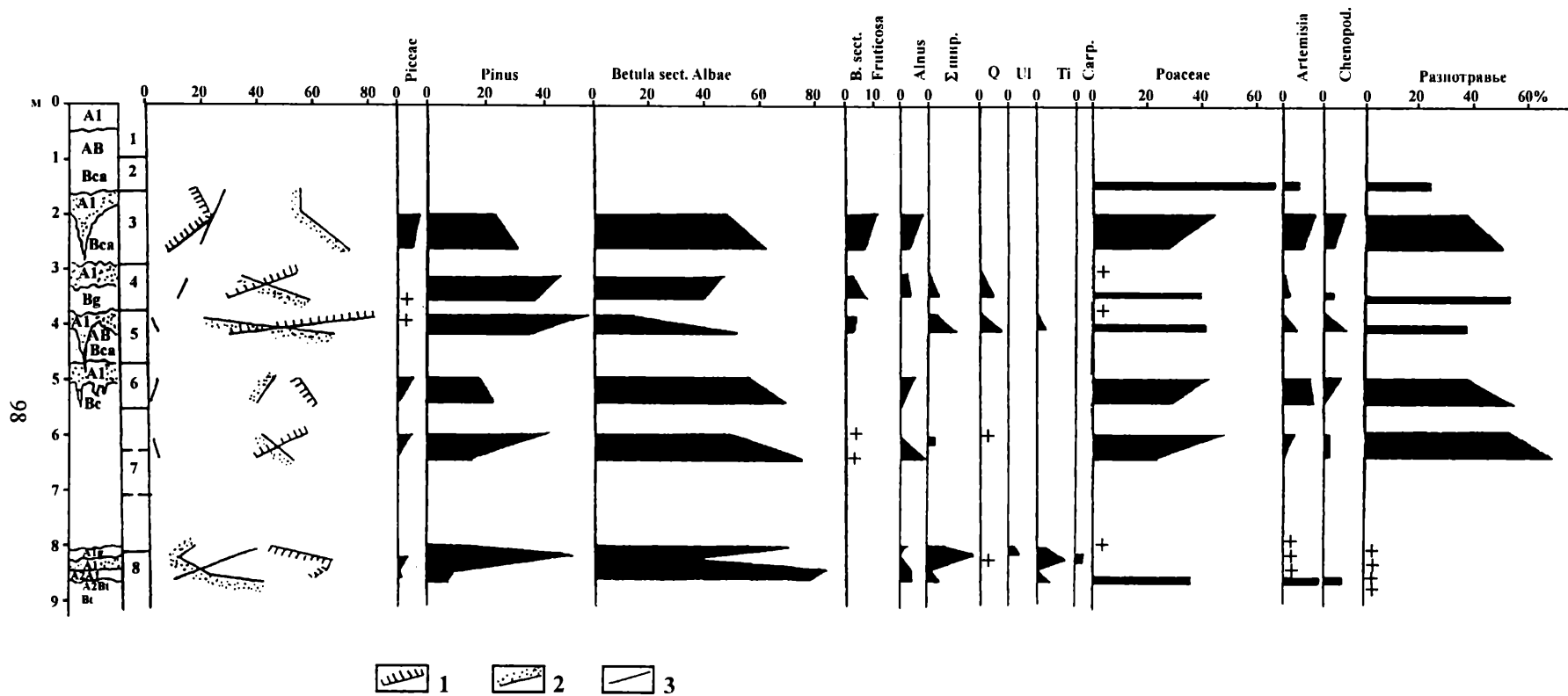


Рис. 4. Спорово-пыльцевая диаграмма палеопочвенных горизонтов в разрезе Александровского карьера (срез 1988г.)
 1 – пыльца древесных пород; 2 – пыльца травянистых растений; 3 – споры.

пыльцой семейств *Apiaceae* и *Polygonaceae*. Пыльца злаков (*Poaceae*) составляет 21%. В группе пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы (до 74%). Описанный палиноспектр характеризует, скорее всего, растительность склонов и днища балки. Вышележащий образец отобран из переотложенного иллювиального горизонта микулинских почв: sl-dl 1(Bt) (глубина 5,8–6,0 м) и имеет несколько иное содержание, чем предыдущий. Здесь в общем составе господствует пыльца древесных пород (56%). Содомиантами являются пыльца сосны и березы (44 и 47%, соответственно). Присутствует пыльца ели (до 5%). Среди пыльцы травянистых растений доминирует пыльца злаков (50%). Данный спектр свидетельствует о значительно большем распространении лесных группировок и фиксирует, по-видимому, особенности растительного покрова водораздельных пространств.

Кукуевская почва

Спорово-пыльцевые спектры образцов, отобранных из горизонтов А1 и В довольно близки (глубина 4,8–5,4 м). В общем составе господствует пыльца древесных пород (53–60%), среди которой превалирует пыльца березы (67–77%). Содержание пыльцы сосны не превышает 25%. Пыльца травянистых растений на 40–58% состоит из пыльцы мезофильного разнотравья (семейства астровых, цикориевых, гречишных, гвоздичных и др.). Высоко участие пыльцы злаков (40–44%). Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, господствовали лесостепные ландшафты. Березовые и сосново-березовые группировки чередовались с разнотравными и злаково-разнотравными сообществами. Присутствие в спектре, соответствующем горизонту А1, пыльцы ели, ольхи, осок, свидетельствует о более гумидных условиях в период формирования этого горизонта.

Стрелецкая почва

Охарактеризованы горизонты АВ и А1 данной почвы.

Горизонт АВ (глубина 4,0–4,2 м) – в общем составе преобладает пыльца трав (66%). Господствует пыльца злаков (42%) и разнотравья (38%). Пыльца древесных растений представлена в основном пыльцой березы (51%) и сосны. Встречена пыльца дуба (9%), липы (1%). Распространение получили лесостепи. Преобладают разнотравно-злаковые ассоциации. Лесные группировки, в основном сосново-березовые с участием широколиственных пород, занимают меньшие площади.

Горизонт А1 (глубина 3,7–3,9 м). Доминирует пыльца древесных пород (80%), среди которой безраздельно господствует пыльца сосны (82%). Присутствует пыльца дуба, липы. Сосновые леса с участием широколиственных пород вытесняют степные сообщества. Таким образом, описанные спорово-пыльцевые спектры отражают различные фазы в развитие растительности во время формирования стрелецкой почвы. Климатические условия более благоприятны, чем в период образования кукуевской почвы.

Александровская почва

Спорово-пыльцевой анализ выполнен по двум горизонтам Вg и А1g.

Горизонт Вg (глубина 3,5–3,6 м). В спорово-пыльцевом спектре с господством пыльцы травянистых растений до 60% составляет различное мезофильное разнотравье (до 10 видов). На долю пыльцы злаков приходится 39%. Пыльца древесных пород составляет менее 30%. Присутствует пыльца кустарниковых формы березы (*Betula sect. Fruticosa*). Преобладают злаково-разнотравные степи, лесные группировки занимают меньшие площади.

Горизонт А1g (глубина 3,0–3,2 м). Возрастает значение пыльцы древесных пород (51%), в том числе березы (49%) и сосны (47%). Снижается участие пыльцы травянистых растений (34%). Площадь лесных сообществ увеличивается. В целом, судя по присутствию кустарниковых форм берез, ольхи, увеличению содержания спор, диатомей, климатические условия в период формирования александровской почвы, холоднее и влажнее, чем ранее.

Брянская почва

Спорово-пыльцевые спектры характеризуют горизонты Вса и А1. Спектры довольно близки по количественному и видовому составу. Господствует пыльца трав (до 75%). Преобладает пыльца разнотравьем (62%). Ксерофиты представлены пыльцой злаков (25%), полыней (7%), маревых (4%). Среди спор в равных количествах присутствуют споры зеленых мхов (34%), папортников (30%), *Botrychium* (36%). Пыльца древесных пород составляет, примерно, 20% от общего состава. Доминирует пыльца березы древесной более 60%. Несколько меньше пыльцы сосны (до 35%). Содержание пыльцы ели в среднем около 7%. Вверх по разрезу увеличивается количество пыльцы кустарниковой березы, отмечается холодолюбивый вид плауна *Lycopodium selago*. Развитие брянской почвы происходило при широком распространении злаково-

разнотравных степей. Лесные группировки из сосны и березы с примесью ели сохранились в долинах рек. Климатические условия заметно ухудшаются в период формирования верхних горизонтов исследуемой почвы. Они становятся довольно холодными во время накопления поздневалдайского лесса, перекрывающего брянскую почву. В спорово-пыльцевом спектре этого лесса пыльца древесных пород составляет всего 18%. Безраздельно господствует пыльца злаков (68%). Господствуют открытые пространства сухих и холодных степей.

Реконструкция

Полученные нами палинологические данные позволяют проследить развитие растительности и климата во время формирования мезенского и брянского почвенных комплексов исследуемого разреза. Они хорошо сопоставляются с материалами Е.А. Спиридоновой, Н.С. Болиховской [Спиридонова, 1991; Болиховская, 1995] по микулинскому межледниковью, ранневалдайским и брянскому межстадиалам Русской равнины.

Микулинское межледниковье

I половина – преобладание лесных группировок, в основном березовых.

II половина – распространение лесов в основном сосновых, на более благоприятных местобитаниях лесов из широколиственных пород (липы, дуба, вяза, граба).

III заключительные стадии – распространение березовых лесов. По данным Е.А. Спиридоновой [1991] в пределах Среднего Дона леса были распространены в начале и конце микулинского межледниковья, а для оптимальной фазы характерно широкое развитие степных сообществ, формирующихся в условиях недостаточной увлажненности. Полученные нами данные из-за неполноты почвенного профиля разреза 88–7 и недостаточно подробного отбора образцов, выявляют не полный цикл развития растительности в период микулинского межледниковья. Но возможно, описанные комплексы отражают локальные условия. Для палиноспектров второй половины межледниковья, полученных нами, характерно преобладание пыльцы мезофильного разнотравья, постоянное присутствие спор сфагновых мхов и почвенных диатомей (р.р. *Pinnularia*, *Navicula*, *Neidium* и др.) для развития которых необходима увлажненная среда. Все это свидетельствует о формировании данных отложений в условиях достаточной или несколько повышенной влажности, что вполне соответствует их местонахождению – днище балки.

Валдайские отложения и почвы

Спорово-пыльцевые спектры, в основном отражают, состав пыльцы переотложенных почвенных горизонтов с увеличением доли травянистых растений, что свидетельствует о господстве лесостепных ландшафтов.

В пределах раннего валдая фиксируются три потепления межстадиального типа, во время которых формируются почвенные горизонты: кукуевская, стрелецкая и александровская почвы. Каждая из них имеет четкие палинологические характеристики, которые позволяют их сопоставлять с межстадиалами амерсфорд, бреруп, оддераде Западной Европы и верхневолжским, чермененским, березайским Русской равнины.

Кукуевская почва. Господство лесостепей с преобладанием сосново-березовых и березовых группировок, наряду с разнотравно-злаковыми ассоциациями.

Стрелецкая почва. Начало – лесостепи с господством остепненных участков (злаково-разнотравных ассоциаций), с участием сосново-березовых лесов с примесью широколиственных пород. Конец – преобладание в ландшафтах сосновых лесов с участием широколиственных пород. Условия более благоприятные, чем в период формирования кукуевской и александровской почв.

Александровская почва. Лесостепи с участием сосново-березовых группировок, которые преобладают в конце периода.

Брянская почва. Господство разнотравно-злаковых степей.

Поздневалдайский лесс. Холодные злаковые степи.

Палинологические данные достаточно хорошо согласуются с палеопочвенными исследованиями. Реконструируемому типу растительности соответствует определенный тип палеопочвы.

Выводы

1. Отложения аккумулятивных ландшафтов наиболее полно и развернуто отражают ритмичную смену стадий эволюции ландшафтов и их компонентов: рельефа, почв, растительности в цикле «межледниковье – оледенение» (табл. 1).

2. Мезинский лессово-почвенный комплекс в зонах повышенной аккумуляции (в депрессиях) представлен не только почвами двух фаз, но и каждая из них имеет сложную историю развития. Стадийность прослеживается как сменой типов почвообразования, так и благодаря следам мерзлотных и эрозионно-аккумулятивных процессов в виде деформаций границ почвенных горизонтов и присутствия литологических слоев в про-

филах лессово-почвенных комплексов. Стадийность развития подтверждается данными проведенного палинологического исследования.

3. Салынская лесная фаза мезинского комплекса или микулинская межледниковая почва включает 3 педогенные стадии и 2 морфолито-генные, когда возникали мерзлотные нарушения и усиливались эрозионные процессы.

4. Переход к валдайскому оледенению сопровождался катастрофическими явлениями: сильными лесными пожарами, вызвавшими ускоренную эрозию микулинской почвы. Возникновение мерзлоты обусловило появление солифлюкции, что значительно ускорило этот процесс и положило начало интенсивному заполнению балок и других депрессий микулинского рельефа.

5. Крутицкая фаза включает три педогенные стадии, когда образовывались почвы: кукуевская (луговая), стрелецкая (черноземно-луговая) и александровская (влажно-луговая), и три морфо-

литогенные стадии – периоды возобновления мерзлотных процессов и усиления рельефообразующих.

6. Мезинский комплекс совершил полный цикл развития от московского лесса до двухфазной полигенетической почвы с переходным горизонтом к валдайскому лессу и на равнинах Северной Евразии выражен в виде сложного, но все же единого профиля. В зонах повышенной аккумуляции, особенно в погребенных палеоформах, он развевается в мощную почвенно-литологическую толщу, где отражена цикличность меньшего иерархического уровня (внутримежледниково-ледниковая).

7. Палеопедологический метод, примененный для объектов сходных геоморфологических позиций (аккумулятивных ландшафтов), оказался не менее информативным, чем палинологический. Данных двух методов достаточно хорошо согласуются, уточняя и дополняя друг друга.

Литература

- Агафонов Б.П. Прерывистая денудация. // Геология и геофизика, 1982, № 2. С. 119–121.
- Болховская Н.С. Палеогеографические циклы позднеледникового лессонакопления (на примере Среднего Приднепровья). // Цикличность новейших субаэральных отложений. Новосибирск: Наука, 1987. С. 95–103.
- Болховская Н.С. Эволюция лессово-почвенной формации Северной Евразии. М.: Изд-во МГУ, 1995. 272 с.
- Былинский Е.Н. Второй климатический оптимум микулинского межледниковья. // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1974. № 4. С. 76–90.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Эволюция почвообразования в палеогеографическом освещении. // Почвоведение. 1985. № 11. С. 76–85.
- Величко А.А., Морозова Т.Д., Нечаев В.П., Ударцев В.П., Цацкин А.И. Проблемы хроностратиграфии и корреляции лессово-почвенной формации Русской равнины. // Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода Восточной Европы. М.: ИГ АН, 1992. С. 115–140.
- Гричук В.П. История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989. 183 с.
- Гугалинская Л.А. Почвообразование и криогенез Русской равнины в позднем плейстоцене. Пушино: ОНТИ НЦБИ АН СССР, 1982. 204 с.
- Гуртовая Е.Е. Изменение климата в течение микулинского – казанцевского межледниковья на Русской равнине и в Сибири. // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1987. № 2. С. 54–62.
- Добродеев О.П. Почвенный покров Русской равнины в эпоху московско-валдайского межледниковья. // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1975. № 44. С.
- Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхнечетвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 204 с.
- Ильин Р.С. Происхождение лессов. М.: Наука, 1978. 235 с.
- Лебедева И.И., Семина Е.В. Почвы Центрально-Европейской и Средне-Сибирской лесостепи. М.: Колос. 1974. 231 с.
- Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
- Скоморохов А.И. Структура чехла субаэральных отложений внеледниковой зоны (на примере бассейна Сейма). // Пограничные горизонты неогена и антропогена территории КМА и Верхнего Дона. Воронеж: Изд-во Воронеж. Ун-та, 1982. С. 101–107.
- Стиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене-голоцене. // М.: ИА РАН, 1991. 198 с.
- Сычева С.А. О географии и развитии мезинского комплекса Окско-Донской равнины. // Почвоведение. 1985. № 8. С. 26–37.
- Сычева С.А. Эволюционный анализ позднеледниковых катен и геосистем (на примере разреза Железногорск). М.: ИГ АН, 1993. 87 с.
- Сычева С.А. Эволюция позднеледниковых катен Среднерусской возвышенности в полном климатическом ритме «оледенение-межледниковье». // Почвоведение. 1994. № 10. С. 30–40.
- Сычева С.А. Эволюционный анализ плейстоценовых погребенных малых эрозионных форм. // Геоморфология. 1996. № 3. С. 27–38.
- Сычева С.А. Эволюция балочной системы в климатическом ритме «оледенение-межледниковье». // Геоморфология. 1997. № 2. С. 100–111.